



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

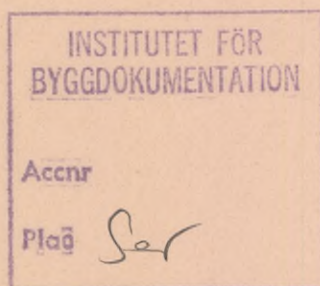
This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



^RBeräkning av vinteruppvärmning och termoklinutveckling i Tulebosjön

R/TL

Jörgen Sahlberg



R79:1988

BERÄKNING AV VINTERUPPVÄRMNING OCH
TERMOKLINUTVECKLING I TULEBOSJÖN

Jörgen Sahlberg

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 830794-0
från Statens råd för byggnadsforskning till SMHI, Hydro-
logiska/Oceanografiska avdelningen, Norrköping.

REFERAT

Temperaturmätningar under ett par år i Tulebosjön har visat, att sjöns uppvärmning vintertid domineras av solstrålningen, som penetrerar istäcket. Speciellt gäller detta, då isen är snöfri. Då det gäller uppvärmningen under våren och sommaren, visade det sig, att Tulebosjön utvecklade ett språngskikt på 5 - 6 m djup, trots att sjöns maxdjup endast är 8 m. Förklaringen till detta är, att Tulebosjön är en liten skyddad sjö (arean är 0.3 km²) och att vindstressen, som verkar på ytan, därmed skall reduceras. Denna rapport syftar till att utveckla och verifiera rutiner för hur solstrålningen penetrerar ett istäcke samt hur vindstressen skall reduceras i fallet med små skyddade sjöar. De tidigare arbeten, som ligger till grund för denna studie, är Grenfells och Maykuts arbeten i Arktis vad gäller solens penetration genom havsis samt Henderson-Sellers arbete med vindstressreducering för små sjöar. Slutresultatet blev, att de formuleringar, som har tagits fram vad gäller solstrålning genom is respektive vindstressens reducering, väl beskriver de mätningar, som utförts i Tulebosjön.

I Bygghögnadsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat.

Denna skrift är tryckt på miljövänligt, oblekt papper.

R79:1988

ISBN 91-540-4948-2

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	Sid.
1. INLEDNING	1
2. TEORI	1
2.1 Solstrålning genom is	1
2.2 Terrängens skuggande effekt	6
2.3 Vindstressreducering	9
3. RESULTAT	10
3.1 Vinteruppvärmning	11
3.2 Termoklinuppbbyggnad	16
4. SLUTSATSER	19
5. REFERENSER	20

1. INLEDNING

Den sjövärmemodell, som har utvecklats på SMHI (Sahlberg, 1987), har verifierats mot mätningar utförda i tre sjöar: Väsman, Vallentunasjön och Tulebosjön. Dessa verifieringar visade, att modellen kan simulera den årliga temperaturvariationen i en sjö med relativt bra resultat. De avvikelser, som uppstod, beror i första hand på två saker. Den första gäller vattnets uppvärmning under islagd tid. Mätningarna visade, att en stor del av uppvärmningen berodde på att solstrålningen kan penetrera istäcket och därmed värma vattnet. Denna effekt har hittills inte inkluderats i modellen. För det andra visade mätningarna, att Tulebosjön har en sommarskiktning trots att maxdjupet bara är 8 m. Modellsimuleringarna gav inte någon sommarskiktning. Enligt Ford and Stefan (1980) är det ett känt faktum, att små sjöar har grundare termoklindjup än stora sjöar. Det anses bero på att vindstressen har ett mindre område att verka inom på små sjöar. Är dessutom en liten sjö omgiven av kullar, reduceras vindstressen ytterligare. I modellen finns inte någon vindstressreducering, beroende på sjöns storlek respektive omgivning. Syftet med denna studie är att utveckla och testa modellrutiner för både solstrålning genom is och vindstressreducering.

2. TEORI

2.1 Solstrålning genom is

Den mängd av den infallande solstrålningen, som penetrerar ett istäcke, beror främst på isytans albedo och isens extinktionskoefficient K_λ . Från mätningar i arktisk is fann Grenfell och Maykut (1977), att K_λ varierade kraftigt med våglängden. De fann, att de långa våglängderna i spektrumet hade absorberats inom det övre 0.1 m tjocka lagret av isen, och att en medelextinktionskoefficient kunde definieras i det resterande istäcket. Det innebär antagandet att solpenetra-

tionen avtar exponentiellt från 0.1 m djup i isen ner till is/vattenytan. Maykut (1982) introducerade en variabel i_0 , som är ett mått på mängden solstrålning, som penetrerar de övre 0.1 m av istäcket. Mängden solstrålning, som når is/vattenytan (se figur 1) kan nu skrivas som:

$$F_S^* = F_S (1 - \alpha_i) i_0 e^{-\bar{K}_i (h_i - 0.1)} \quad \text{om } h_i > 0.1 \text{ m}$$

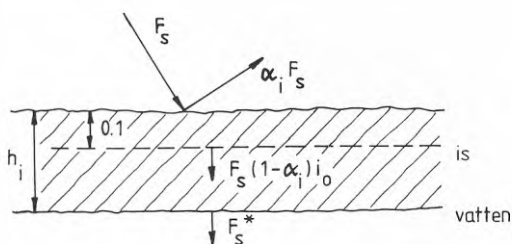
där F_S^* = mot övre isytan infallande solstrålning,
 F_S = mängden solstrålning, som når is/vattenytan,
 α_i = isytans albedo,
 \bar{K}_i = isens medelextingtionskoefficienten,
 h_i = istjockleken.

Grenfell och Maykut (1977) fann, att $i_0 = 0.18$ för vit is och 0.43 för ren kärnis, då himlen var molnfri. Under mulna förhållanden ökade dessa värden p g a en ökad absorption av de långa våglängderna i molnen. I fallet med mycket tunn is ($h_i \leq 0.1 \text{ m}$) antar vi, att i_0 ökar linjärt med minskande istjocklek enligt:

$$i_0 = 1 - 6 h_i \quad \text{om } h_i \leq 0.1 \text{ m.}$$

F_S^* beskrivs nu av:

$$F_S^* = F_S (1 - \alpha_i) i_0.$$



Figur 1. Solstrålningens penetration av ett istäcke.

Grenfell och Maykut (1977) undersökte isytans albedo α_i och fann, att det varierade med istypen och molnigheten. Under en molnfri himmel uppmättes typiska värden på α_i till 0.56 för vit is och 0.25 för ren kärnis. Dessa värden ökade med ökad molnighet. Då snö täcker isen, påverkas albedot och solpenetrationen högst väsentligt. Grenfell och Maykut (1977) uppmätte isvärden på albedot, α_s , som varierade från 0.50 för gammal smältande snö till 0.95 för torr nysnö. Medelextinktionskoefficienten i snö, K_s , är åtminstone en storleksordning större än K_i . Några värden på penetrationsfaktorn, i_{0s} , i snön har inte hittats i litteraturen. Vi antar dock, att värdet på i_{0s} är mindre än i_0 .

I analogi med att i_0 ökas med minskande istjocklek låter vi i_{0s} också öka med minskande snötjocklek:

$$i_{0s} = 1 - 9 h_s \quad \text{om } h_s \leq 0.1 \text{ m}$$

Så $h_s < 0.1$ m, antar vi att absorption även sker inom den övre delen av isen, $h_i' = 0.1 - h_s$.

En sammanfattning av solpenetrationsformlerna, som gäller vid olika istjocklekar resp. snötjocklekar, ges nedan.

Is utan snötäcke, se figur 1:

$$F_s^* = F_s (1 - \alpha_i) i_0 \quad h_i \leq 0.1 \text{ m}$$

$$F_s^* = F_s (1 - \alpha_i) i_0 e^{-\bar{K}_i (h_i - 0.1)} \quad h_i > 0.1 \text{ m}$$

där

$$i_0 = 1 - 6 h_i \text{ om } h_i \leq 0.1 \text{ m (i alla andra fall är } i_0 = 0.40).$$

Is med snötäcke, se figur 2:

$$F_s^* = F_s (1 - \alpha_s) i_{0s} i_0' e^{-\bar{K}_i (h_i - h_i')} \quad h_s \leq 0.1 \text{ m}$$

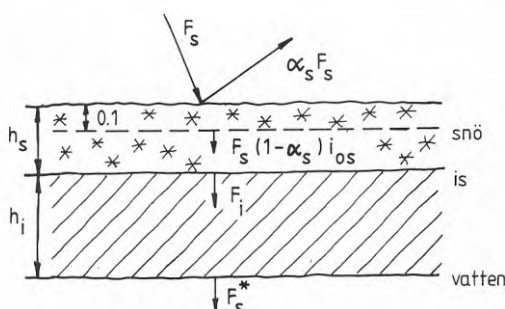
$$F_s^* = F_s (1 - \alpha_s) i_{0s} e^{-\bar{K}_s (h_s - 0.1) - K_i h_i} \quad h_s > 0.1 \text{ m}$$

där

$$i_{0s} = 1 - 9 h_s \text{ om } h_s \leq 0.1 \text{ m; (i alla andra fall } i_{0s} = 0.10).$$

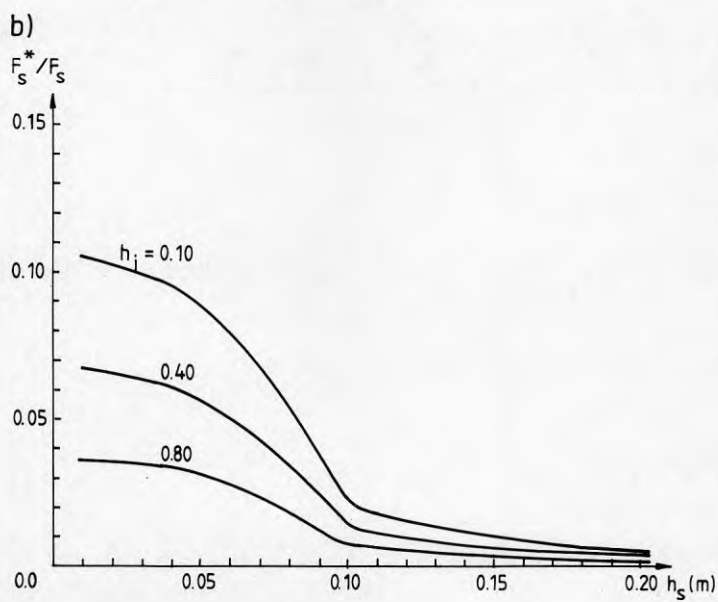
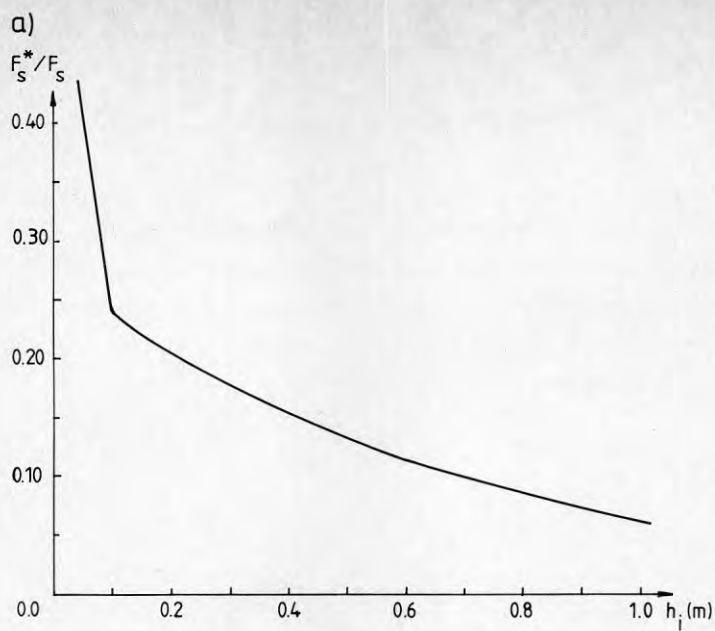
$$h_i' = 0.1 - h_s$$

$$i_0' = 1 - 6 h_i$$



Figur 2. Solstrålningens penetration av ett snö/istäcke.

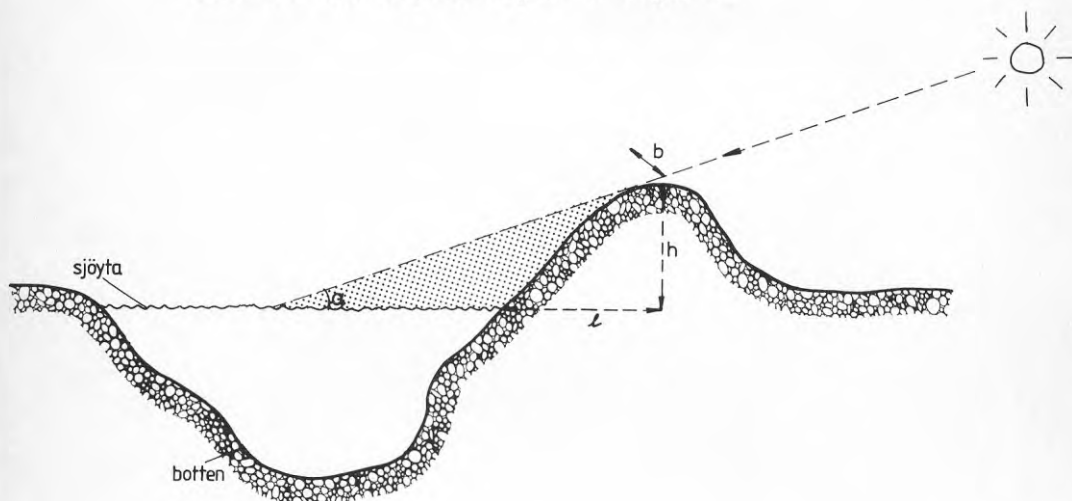
I denna studie sätts följande värden på albedon och extinktionskoefficienter: α_i , α_s , \bar{K}_i och \bar{K}_s sätts till 0.40, 0.75, 1.5 och 15. Figur 3 a och b visar hur F_s^*/F_s varierar för olika is- och snötjocklekar. Man ser hur kraftigt ett tunnt snötäcke påverkar solens penetration. Som exempel penetrerar enbart 6 % av solinstrålningen ett 0.05 m tjockt snölager, som täcker 0.40 m is, medan 15 % penetrerar samma istäcke i fallet utan snö.



Figur 3. Figuren visar hur faktorn F_s^*/F_s varierar med istjockleken (a) och med snö/istjockleken (b).

2.2 Terrängens skuggande effekt

Då en sjö är omgiven av kullar eller skog, skuggas den både mot solinstrålningen och vindpåverkan. Vad gäller solinstrålningen, är det skuggade området på sjön beroende av solens höjd över horisonten (α), kullens höjd (h) och horisontella utsträckning längs sjön (b) samt avståndet (l) från sjökanten till kullens högsta höjd, se figur 4.



Figur 4. Figuren visar hur en sjös omgivning skuggar sjön och därmed minskar den yta, som uppvärms av solen.

Den skuggade ytans storlek fås från:

$$A_{sh} = b \left(\frac{h}{\tan \alpha} - l \right)$$

I modellen beräknas A_{sh} , och eftersom sjöns yta förutsätts vara känd, reduceras solstrålningen med faktorn A_{sh}/A , där A är sjöns hela yta. Den del av solstrålningen, som påverkar sjöns temperatur, kan nu skrivas som:

$$F_s' = (1 - A_{sh}/A) F_s$$

där F_s är den opåverkade solstrålningen. En integrering i tiden, över ett dygn, av ovanstående ekvation kan skrivas som:

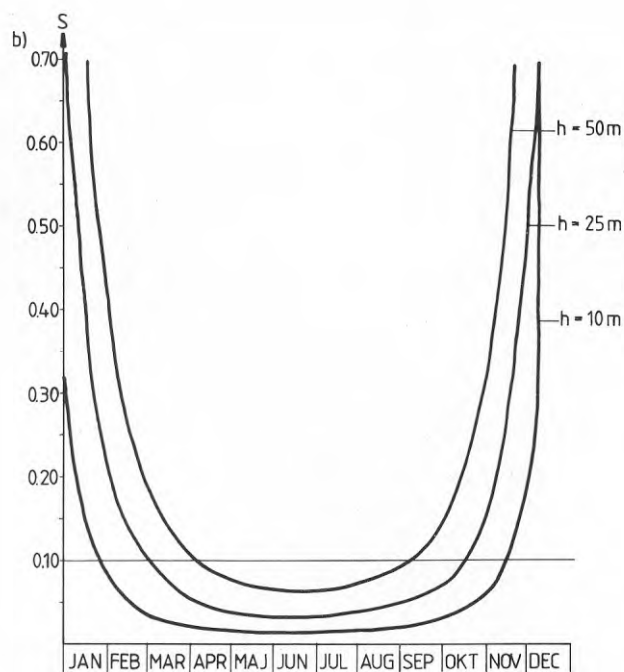
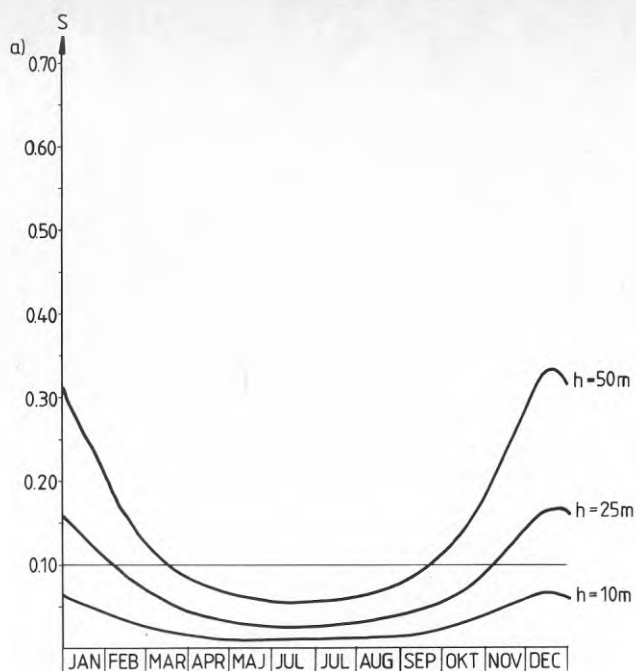
$$\int F_s' dt = \int F_s dt - \int F_s A_{sh}/A dt$$

eller

$$\frac{\int F_s' dt}{\int F_s dt} = 1 - \frac{\int F_s A_{sh}/A dt}{\int F_s dt} = 1 - S$$

Termen S är här ett mått på hur mycket omgivningen reducerar solinstrålningen till en sjö under ett dygn.

Figur 5 a och b visar hur S varierar under ett helt år för en cirkulär sjö med arean $0.3 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. För att åskådliggöra hur S varierar beroende på omgivningens höjd (h) samt sjöns latitud har beräkningar utförts för tre olika höjder: 10 m, 25 m och 50 m, och två olika latituder: 57° och 65° . Vi ser tydligt hur S ökar kraftigt vintertid, speciellt för höga latituder. Det är helt rimligt, eftersom solhöjden vintertid är låg, och därmed ger även små höjder stora skuggor över sjön. Det är svårt att på ett enkelt sätt avgöra i vilka fall skuggeffekten S nämnvärt påverkar solinstrålningen till en sjö, eftersom S styrs av de fem variablerna h (omgivningens höjd), α (solens höjd över horisonten), b (omgivningens utsträckning längs sjön), λ (avståndet från stranden till höjden) samt A (sjöns totala area). En rutin, som beräknar skuggeffekten S , har införts i modellen. Ingångsdata till rutinen är en beskrivning av sjöns omgivande terräng h , b och λ .



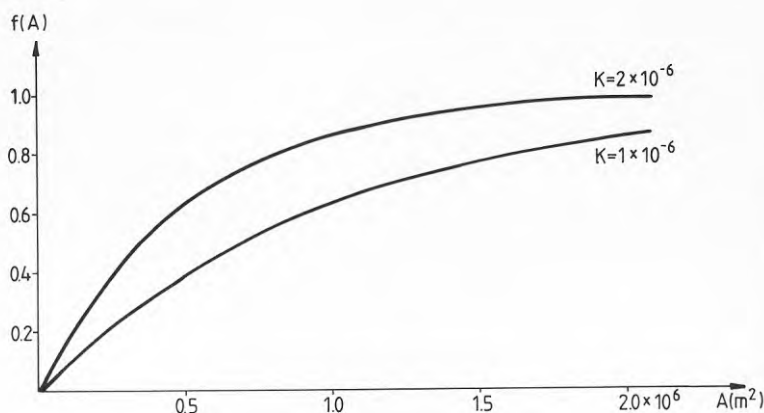
Figur 5. Reduceringsfaktorn s varierar med olika höjder på terrängen runt sjön. Tre olika höjder visas: $h = 50$ m, 25 m och 10 m, och i (a) är latituden 57 och i (b) är latituden 65.

2.3 Vindstressreducering

Vid beräkningar av en sjös temperaturutveckling används meteorologiska data från en eller flera närliggande synoptiska stationer. Är dessa data representativa för området över sjön, om mätstationerna ligger flera mil bort? Speciellt gäller frågan, om vindhastigheten är representativ för små skyddade sjöar. Skall vindhastigheten reduceras? I så fall, hur mycket? Det är ett välkänt faktum, att stora sjöar har större termoklindjup än små sjöar, se Ford och Stefan (1980). Det anses bero på att stora sjöar är mera exponerade för vinden. Ford och Stefan argumenterade för att den vindskuggade zonen kunde skattas genom att man tar omgivningens höjd gånger åtta. Därefter antog de, att det tog ytterligare 100 m, innan vindhastigheten hade utvecklats sig på 10 m höjd. I deras exempel utfördes beräkningar på en liten sjö, $0.28 \cdot 10^6 \text{ m}^2$, där omgivningens höjd var 30 m. De fann, att den sjöyta, som påverkades av vindstressen var hälften av den totala ytan. Henderson-Sellers (1977) visade på en förenklad metod att reducera vindhastigheten. Han definierade en reduktionsfaktor, som endast beror på sjöns yta A, enligt:

$$f(A) = 1 - e^{-KA}$$

där K är en empirisk konstant. Henderson-Sellers föreslog, att rimliga värden på K varierade mellan $1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-6}$. Denna metod av vindreducering är tilltalande p g a sin enkelhet och kommer därför att testas i modellen. Figur 6 visar hur $f(A)$ varierar för två olika K.



Figur 6. Figuren visar hur vindreduceringsfaktorn $f(A)$ varierar med sjöns area (A) för två olika K .

3. RESULTAT

I detta kapitel jämförs beräknad och mätt vattentemperatur i Tulebosjön. I modellen har formuleringarna för vindstressens reducering och solstrålning genom is inkluderats. Tulebosjön är en liten sjö, som ligger strax söder om Göteborg. Sjöns area är 0.3 km^2 och maxdjupet är 8.4 m . Under den första beräkningsperioden, som sträcker sig från den 15 november 1983 till den 12 april 1984 studeras effekten av solstrålningen genom istäcket. Under den andra beräkningsperioden, från den 12 april 1984 till den 31 augusti 1984, studeras termoklinens uppbyggnad. Som verifieringsmaterial används de vattentemperaturmätningar, som utförts av Institutionen för Vattenbyggnad på Chalmers, se Svensson (1987).

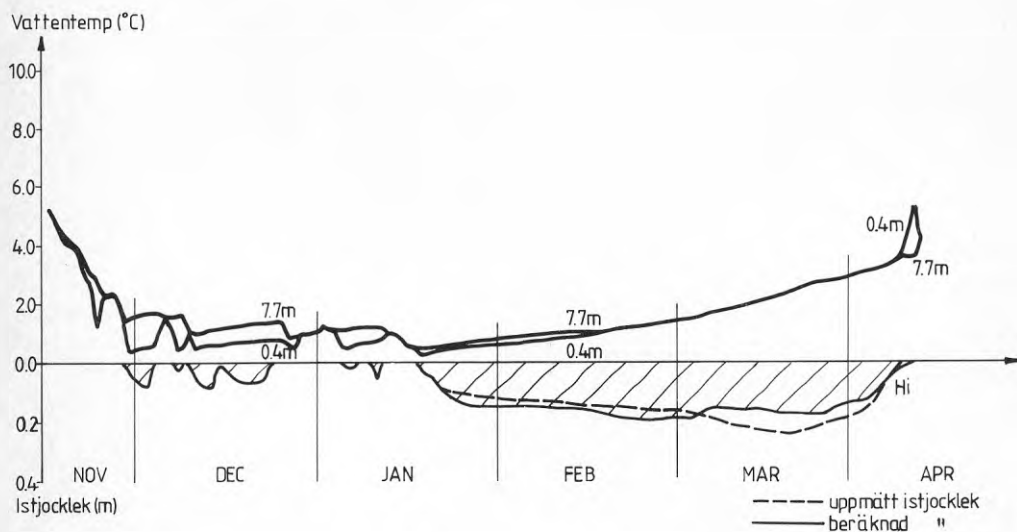
Den meteorologiska drivningen i modellen består av värmebalansen vid sjöns yta och solstrålningen, som penetrerar ytan. Dessa termer avgör, om sjön värms upp eller avkyls. Dessutom drivs modellen av vindstressen på ytan. Stressens

storlek avgör hur stor blandningen i sjön är. De meteorologiska parametrar, som ingår i beräkningarna, är lufttemperatur, vindhastighet, molnighet och relativ fuktighet. Dessa data läses från synoptiska stationer var 3:e timma.

Förutom den meteorologiska drivningen behöver modellen ha sjöns hydrografiska kurva som ingångsdata samt ett mått på vattnets extinktionskoefficient, β . Betydelsen av β på språngskiktsutvecklingen visades av Svenson, U. (1978). En grumlig sjö, stor β , innebär, att solinstrålningen fångas inom ett tunt ytskikt av sjön, som då snabbt värms upp. Därmed bildas ett skarpt språngskikt, vilket motverkar den vertikala vindomblandningen. I en klar sjö tränger solinstrålningen ned djupare och ett tjockare välomblandat övre skikt skapas. Från mätningar i Tulebosjön, se Svensson, T. (1987), var siktdjupet max 2 - 3 meter. På basis av empiriska data fås en enkel relation mellan extinktionskoefficient och siktdjup, se Wetzel (1983), nämligen $\beta = 1.7/Z_{\text{sikt}}$. I beräkningarna har β satts till 0.8, vilket motsvarar ett siktdjup på ca 2 m.

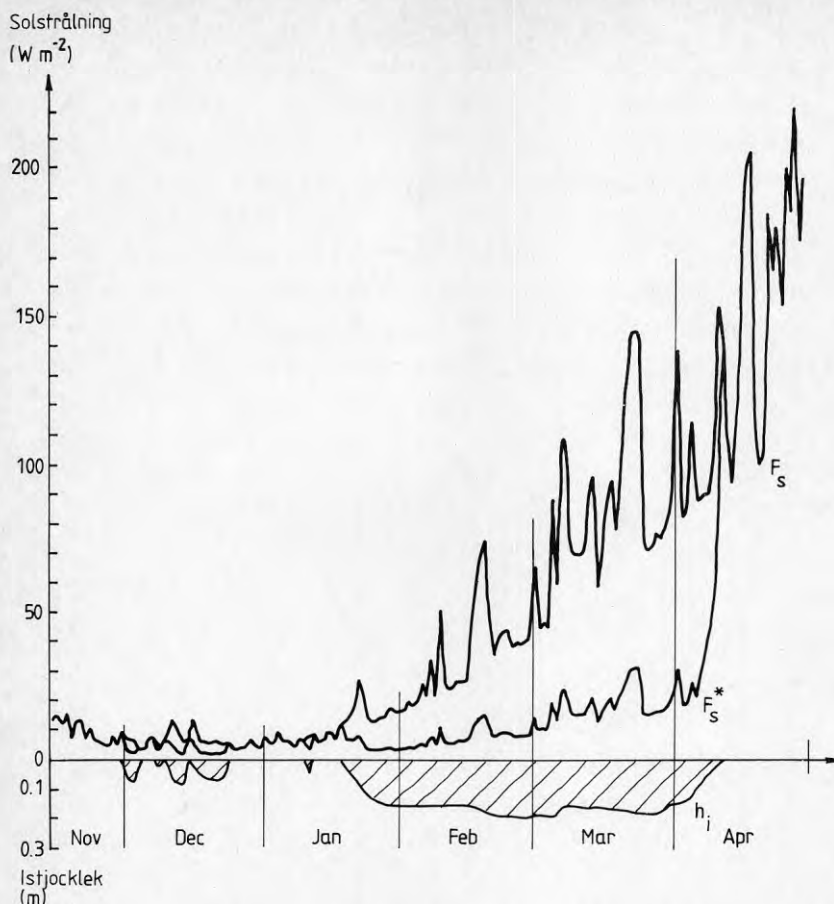
3.1 Vinteruppvärmning

Beräkningarna startade den 15 november 1983, då sjön hade en homogen temperaturprofil på 5.6 °C. Under de första 15 dyggen sjönk den beräknade vattentemperaturen från 5.6 °C till 0.3 °C, se figur 7. Den första beräknade isläggningen skedde den 29 november och varade i fyra dagar. Fram till den slutgiltiga isläggningen den 18 januari skedde ett flertal isläggningar och islossningar. Dessa beskrivs relativt väl av modellen. För en beskrivning av den isrutin, som ingår i modellen, hänvisas till Sahlberg (1986).



Figur 7. Från november 1983 till april 1984 visas hur vattentemperaturen på två djup samt istjockleken varierade i Tulebosjön.

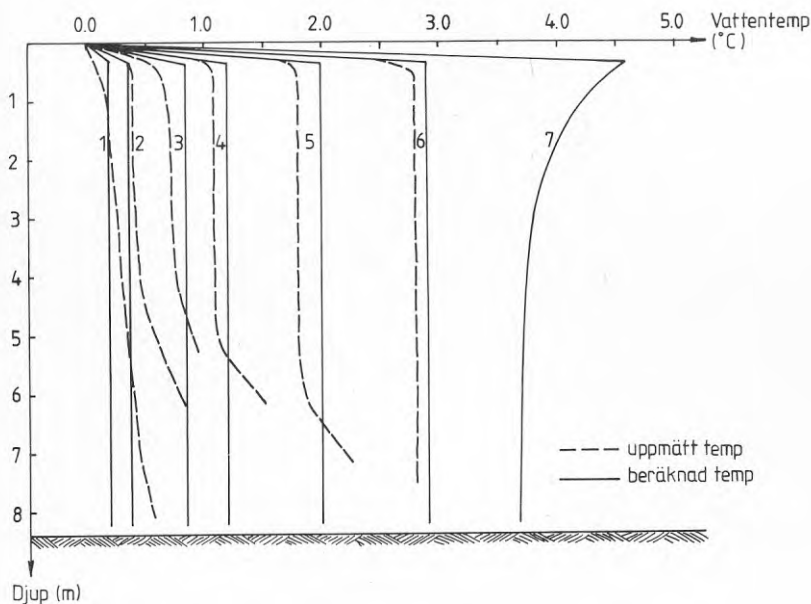
Från figur 7 ser vi, att vattentemperaturen vid isläggningen den 18 januari är mycket låg, endast 0.3°C strax under ytan samt 0.5 vid botten. Under den islagda perioden, som sträcker sig fram till den 11 april, stiger vattentemperaturen hela tiden. Denna temperaturstegring beror på att solstrålningen penetrerar istäcket och värmer vattnet. Den konvektion, som uppstår, gör att sjön får en homogen temperaturprofil från ytan till botten. Figur 8 visar hur stor del av den infallande solstrålningen, som i beräkningarna penetrerade istäcket under vintern 1983/84.



Figur 8. Det beräknade dygnsmedelvärdet av solstrålningen, som träffar isens översida, F_s , och som penetrerar istäcket F_s^* , visas i figuren.

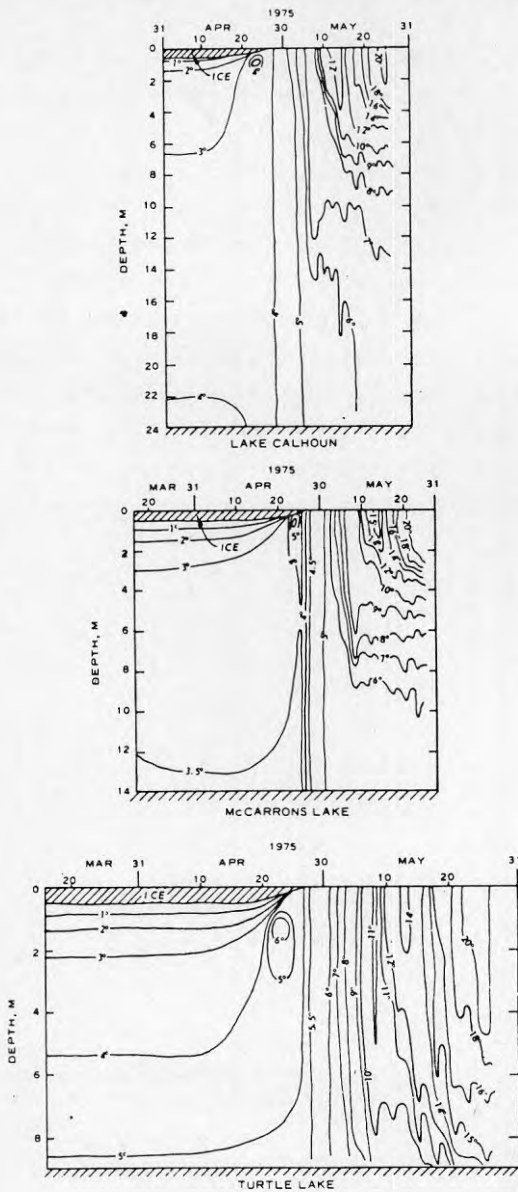
En jämförelse mellan mätta och beräknade temperaturprofiler visas i figur 9. Modellen beskriver temperaturhöjningen från slutet av januari till början av april på ett tillfredsställande sätt. Under tiden som vattentemperaturen höjs, ökar även värmeflödet från vatten till is p g a att temperaturgradienten under isen ökar. I modellen antas detta värmeflöde ske

genom molekylär ledning. Den beräknade värmeförlusten ökar från 1 W m^{-2} i slutet av januari till 8 W m^{-2} i början av april. Figur 9 visar också, att en stabil skiktning har hunnit utvecklas fram till dagen för islossningen. Denna kraftiga uppvärmning av en grund sjö dagarna före islossningen fann också Ford och Stefan (1980). De undersökte tre sjöar i Minneapolis/St Paul-området och fann, att samtliga sjöar hade utvecklat en stabil skiktning vid islossningstillfället, se figur 10. Det kanske alltid är så, att grunda sjöar har en temperatur på ca 4°C vid islossningstillfället p g a solinstrålningen genom isen.



Figur 9. Mätta och beräknade temperaturprofiler visas vid 7 olika tillfällen. Numren motsvarar följande datum:

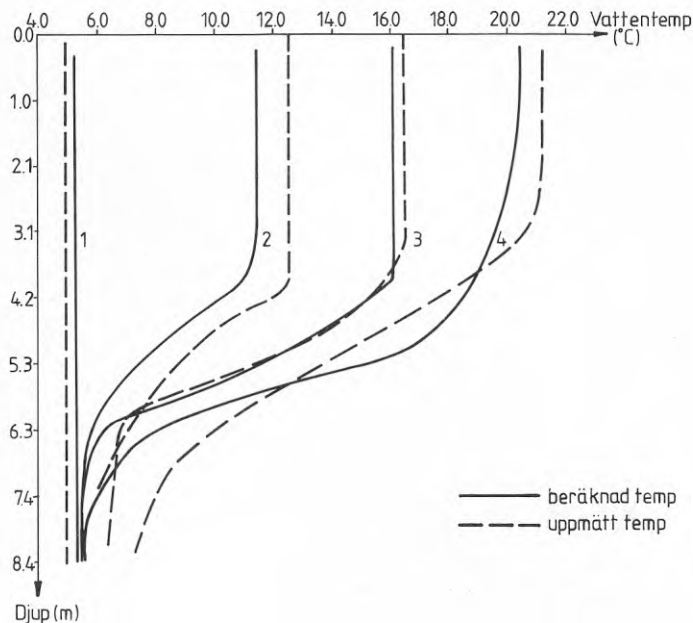
Nr 1: 840123	Nr 5: 840319
Nr 2: 840205	Nr 6: 840402
Nr 3: 840222	Nr 7: 840412
Nr 4: 840305	



Figur 10. Temperaturutvecklingen under senvintern och våren 1975 visas för tre sjöar. (Figuren är tagen från Ford, D.E., and Stefan, H., 1980.)

3.2 Termoklinutvecklingen

Under våren och försommaren utvecklas en termoklin i Tulebosjön på ca 5 m djup. I en tidigare studie (Sahlberg, 1986) lyckades modellen inte simulera Tulebosjöns termoklinutveckling. Den vertikala blandningen var för stor. I och med den stressreducering, som diskuterats ovan, kan nu modellen simulera en rimlig termoklinutveckling i Tulebosjön. Figur 11 visar hur den mätta och beräknade temperaturprofilen utvecklas under våren och sommaren. Resultatet visar, att termoklinutvecklingen nu simuleras på ett tillfredsställande sätt. Observera att formuleringen för stressreduceringen inte tar hänsyn till sjöns omgivning utan enbart till sjöns ytstorlek. Innan vi kan säga, att stressreduceringen gäller generellt, måste fler modelltester utföras.

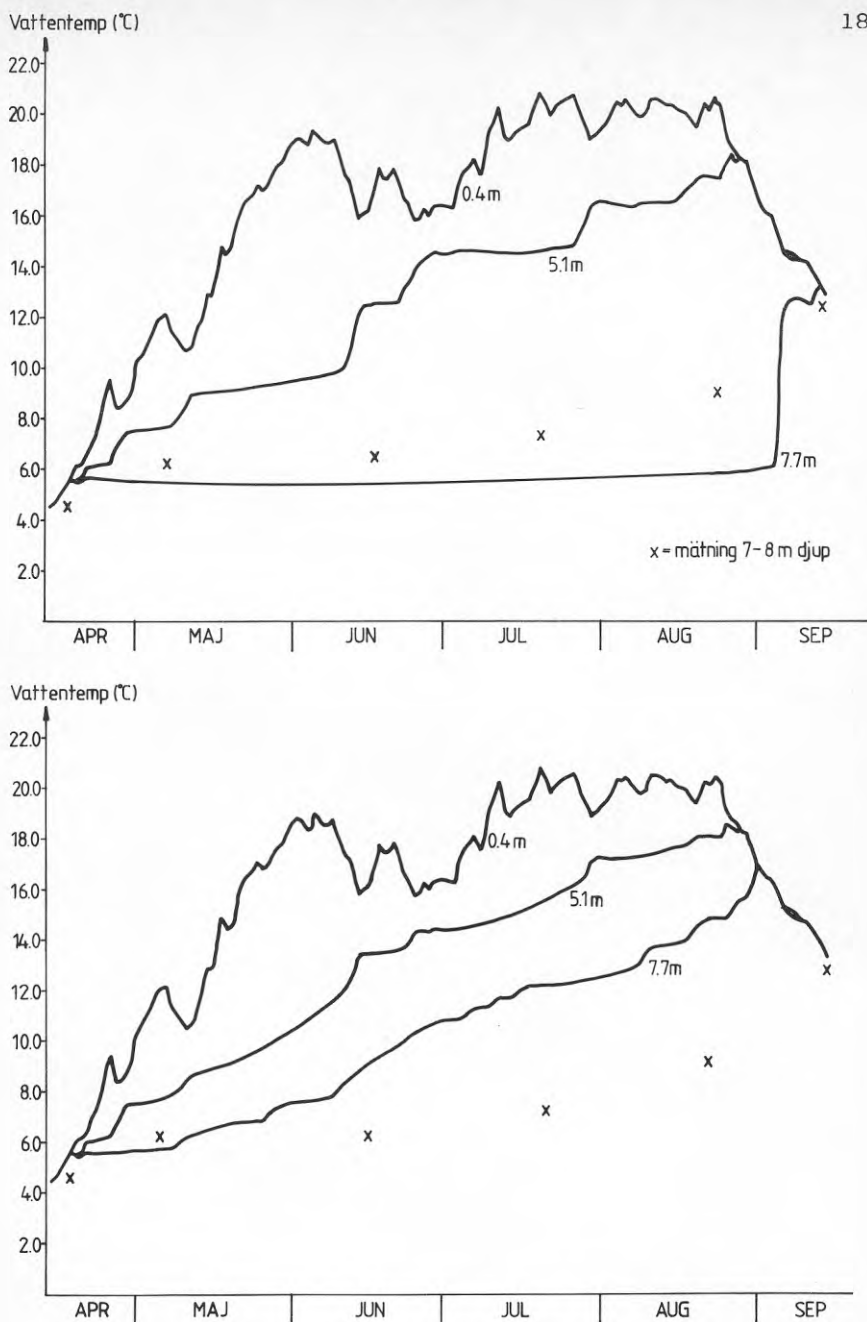


Figur 11. Figuren visar hur mätta och beräknade temperaturprofiler utvecklas under perioden april - augusti 1984 i Tulebosjön.

1: 840416	3: 840615
2: 840507	4: 840803

Samtliga idag gällande endimensionella modeller uppvisar samma svaghet vad gäller uppvärmningen av vattenmassan under termoklinen. Mätningar av bottenvattnets temperatur i Tulebosjön visar, att den molekylära värmeledningen genom termoklinen inte är tillräckligt stor för att förklara temperaturökningen.

En förklaring är, att närvaron av interna vågor ökar värmeutbytet över termoklinen. Problemet är, att man inte har lyckats införa effekten av dessa vågor i existerande endimensionella modeller. Låt oss anta, att det alltid existerar interna vågor i en skiktad sjö. Det medför, att bottenvattnet hela tiden är i rörelse. För simulering av effekten av denna rörelse utfördes en modellberäkning, där det laminära värdet av den dynamiska viskositeten ökades med en faktor 10 till $1.3 \cdot 10^{-2}$. Resultatet från beräkningen visas i figur 12 b tillsammans med en beräkning, där den dynamiska viskositeten har sitt standardvärde, se figur 12 a. Temperaturmätningarna i bottenvattnet visar, att värmeutbytet beskrivs av ett värde på den dynamiska viskositeten, som ligger mellan det laminära värdet och 10 gånger det laminära värdet.



Figur 12. Figuren visar hur den beräknade temperaturen från tre olika djup varierar under perioden april - september 1984. Uppmätta bottenvattentemperaturer är markerade med x. Figur (a) visar beräkningarna med korrekt värde på den dynamiska viskositeten och (b) när värdet är ökat med en faktor 10.

4. SLUTSATSER

Till sjövärmemodellen, se Sahlberg (1987), har två nya rutiner införts. En rutin beräknar solstrålningen genom ett istäcke. Den andra rutinen reducerar vindstressen, då beräkningar utförs på små sjöar. Modellberäkningarna har verifierats mot vattentemperaturmätningar utförda i Tulebosjön. De slutsatser, som kan dras, är:

- * Den temperaturökning, som sker i en islagd sjö och som beror på solens penetration av istäcket, simuleras väl av modellen, vilket innebär, att "sol-genom-is"-rutinen fungerar tillfredsställande.
- * Termoklinuppbbyggnaden under våren och sommaren simulera också väl i och med införandet av vindstressreduceringen.

5. REFERENSER

- Ford, D.E., and Stefan, H. (1980)
Thermal predictions using integral energy model.
Journal of Hydraulics Division, January, 1980
- Ford, D.E., and Stefan, H. (1980)
Stratification variability in three morphometrically different lakes under identical meteorological forcing.
Water Resources Bulletin, Vol. 16, No. 2
- Grenfell, T.C., and Maykut, G.A. (1977)
The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin.
Journal of Glaciology, Vol. 18, No. 80
- Henderson-Sellers, B. (1977)
The thermal structure of small lakes: The influence of a modified wind speed.
Water Resources Research, Vol. 13, No. 4
- Maykut, G.A. (1982)
Large scale heat exchange and ice production in the central Arctic.
Journal of Geophysical Research, Vol. 87, No. C 10
- Sahlberg, J. (1986)
A hydrodynamic model for heat content calculations on lakes and sediments.
BFR-rapport, Document D 19:1987
- Svensson, T. (1987)
Temperatur och värmeomsättning i sjöar under vintern.
BFR-rapport under tryckning
- Svensson, U. (1978)
A mathematical model of the seasonal thermocline.
Report No. 1002, Department of Water Resources Engineering,
University of Lund, Sweden
- Wetzel, R.G. (1983)
Limnology.
CBS College Publishing, New York

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 830794-0
från Statens råd för byggnadsforskning till SMHI,
Hydrologiska/Oceanografiska avdelningen, Norrköping.

R79: 1988

ISBN 91-540-4948-2

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Art.nr: 6708079

Abonnemangsgrupp:
Ingår ej i abonnemang

Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 7853
103 99 Stockholm

Cirka pris: 30 kr exkl moms